مجلّه‌ی جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه‌ای، شماره‌ی هشتم، بهار و تابستان ۱۳۸۵

سینا صمدی نقاب
پژوهشکده اقلیم‌شناسی مشهد

پیش‌بینی خشکسالی با روش ریزگردانی خروجی الگوهای GCM

چکیده:

امروزه، استفاده از خروجی‌های الگوهای گردش عمومی [۱] در مطالعات هواشناسی و اقلیم شناسی، گسترش پیدا کرده و بسیاری از خلأهای محاسباتی را پوشش داده است. با توجّه به این که اخیراً قدرت تفکیک الگوهای گردش عمومی و منطقه‌ای به شکل چشمگیری افزایش یافته است، امّا هیچ یک از این الگوها قادر به پیش‌بینی آب و هوای واقعی در مقیاس ایستگاهی و خرد مقیاس نیست، لذا جهت به‌کارگیری خروجی این الگوها روش‌های مختلفی به‌کار برده می‌شود. این روش‌ها که به دو دسته‌ی آماری و دینامیکی تقسیم شده و گاهی به صورت تلفیقی از هردو به‌کار می‌روند به روش‌های ریزگردانی [۲] معروف‌اند. نوشتار حاضر می‌کوشد تا با انتخاب بهترین سناریوی اقلیمی، که هم‌خوانی مناسبی با داده‌های دیده‌بانی شده منطقه(ایستگاه‌های سینوپتیک استان خراسان) دارد و به‌کارگیری روش‌های آماری و دینامیکی، بهترین داده‌های اقلیمی را که با داده‌های واقعی هم‌خوانی داشته باشد، استخراج نماید تا با به‌دست آوردن ضرایب وزنی بین آنها پس از ریزگردانی، داده های پیش بینی اصلاح شده‌ای را استخراج نماید. در پایان با کاربرد شاخص استاندارد شده بارش [۳]، پهنه‌بندی مناسبی از وضعیّت خشکسالی در آینده ارائه شود.

واژگان کلیدی: پیش‌بینی خشکسالی، الگوی گردش عمومیGCM، ریزگردانی، سناریوهای اقلیمی، SPI.

---

۱. Global Circulation Model (GCM)
۲. Down Scaling
۳. Standard Precipitation Index (SPI)

۱. درآمد:

بلایای طبیعی، به عنوان یکی از اشکال کاملاً شناخته شده و مهم بلایا در جهان مطرح است، به‌طوری که باعث وارد آمدن خسارات جبران‌ناپذیری بر بخش‌های اجتماعی، اقتصادی و محیطی شده و هر ساله انسان‌های زیادی جان خود را بر اثر وقوع این بلایای ویرانگر از دست می‌دهند. ایران یکی از خطرپذیرترین کشورها، از نظر وقوع بلایای طبیعی است. هر ساله شاهد وقوع بلایای متعددی در بخش‌های مختلف کشور هستیم که موجب خسارات و صدمات مالی و جانی بسیاری است. لذا داشتن سیستم پیش آگاهی به‌موقع و جامع می‌تواند کمک زیادی به کاهش خسارات نموده، و موجب کمینه کردن میزان آسیب‌ها و خسارات به بخش‌های مختلف جامعه از جمله کشاورزی، صنعت، اقتصاد و سایر... گردد. در این زمینه آگاهی از شرایط اقلیمی و آب و هوایی آینده، رکن اساسی را به‌عهده داشته و همواره مورد توجه کارشناسان بوده است. در موضوع پیش‌بینی طولانی مدّت بلایای جوّی–اقلیمی، روش‌های گوناگونی وجود دارد. یکی از این روش‌ها کاربرد خروجی الگوهای گردش عمومی و منطقه‌ای جو می باشد. با توجه به قدرت تفکیک کم و دامنه‌ی مکانی بالای این الگوها، استفاده‌ی مستقیم از آنها جهت پیش‌بینی‌های محلّی تقریباً خالی از خطا نیست. با توجّه به این که در بسیاری از مراکز مهم تحقیقات اقلیمی در سراسر جهان الگوهای اقلیمی مختلفی اجرا شده و داده های خروجی آنها دارای پیش‌بینی‌های بلند مدّت بوده که در دسترس نیز هست، استفاده‌ی مستقیم از این داده‌ها جهت به‌کارگیری در پیش‌بینی‌های طولانی مدّت و فصلی در یک منطقه‌ی خاص دارای خطا بوده و نیازمند کاربرد روش‌های خاصّی است.

معمولاً دو روش بررسی نسبت به سایر روش‌ها از اهمیّت بیشتری برخوردار است (Hummer, G.L., Nicholson, N., ۱۹۹٦:۱۹) . در روش اوّل با استفاده از داده‌های هواشناسی موجود و با در اختیار گرفتن روش‌های ریاضی و آماری سری‌های زمانی پارامترها بررسی و پیش‌بینی صورت می گیرد. در روش دوم از الگوهای تغییر اقلیم استفاده می‌شود. در این الگوها با در نظر گرفتن شرایط کلّی جو و با فرض سناریوهای مختلف، به پیش‌بینی شرایط آب و هوایی می‌پردازند. با توجه به پارامترهای دیگری که در ارائه‌ی این پیش‌بینی‌ها مؤثر است، کاربرد هر دو روش آماری و دینامیکی می‌تواند دقّت عمل را افزایش بخشد.

خروجی الگوهای گردش عمومی جو، بسیار متنوع‌اند. به‌عنوان مثال پارامترهای بارش روزانه، تابش، بیشینه و کمینه‌ی درجه‌ی حرارت و سمت و سرعت باد از جمله این خروجی‌هاست. با در نظر گرفتن این نکته که

سناریوهای مختلف تغییراقلیم نیز جهت اجرای این الگوها مورد استفاده قرار می‌گیرند که هر کدام از این سناریوها تغییرات رخ داده در میانگین خصوصیّات هوایی و همچنین تغییر پذیری اقلیم را که توسّط الگوهای گردش عمومی جو آشکارسازی شده است را نشان می‌دهد(IPPC,۱۹۹٦). لذا کاربرد سناریوی مناسب و سپس انتخاب بهترین الگوی اقلیمی، که داده های خروجی آن هم‌خوانی کاملی با منطقه‌ی مورد مطالعه داشته باشد، از اهمّ موضوعات است.

۲. الگوهای گردش عمومی(GCM)[1]:

به طور کلّی الگوهای اقلیمی بسیار پیچیده و در عین حال ساده هستند. یکی از پیشرفته‌ترین این گونه الگوهای اقلیمی، الگوهای GCM یا الگوهای گردش عمومی جو است. این دسته از الگوها کامل‌ترین الگوهایی هستند که درحال حاضر به‌طور چشمگیری از آنها استفاده می‌شود. این الگوها به‌صورت آنالیز سه بعدی بوده و سیستم‌های اقلیمی را با لحاظ نمودن بیشتر فرآیندها و پارامترهای اقلیمی پیش‌بینی می‌نمایند. به طور کلّی معادلات بنیادین سه بعدی گردش عمومی جو براساس چهار قانون اصلی فیزیک به شرح زیر استوار است، که عبارت‌اند از:

الف) اصل بقاء انرژی[2] ب) اصل بقاء اندازه حرکت[3] پ) اصل بقاء جرم[4] ت) قانون عمومی گازهای ایده‌آل[5]

این الگوها قادراند تا تمامی فرآیندهای اقلیمی را در ابعاد جهانی و یا قارّه‌ای به‌طور نسبتاً دقیقی شبیه‌سازی نمایند. ولی توانایی شبیه‌سازی برخی شرایط جوّی خُردمقیاس، نظیر طوفان‌های تندری را، که نقش بسیار مهمّی در جابه‌جایی انرژی دارند، ندارند. این نکته نیز در این الگو دارای اهمیّت بسیاری است که مقیاس‌های زمانی الگو توسط مقیاس‌های مکانی (افقی) محدود می‌شوند(شکل۱)(منبع: هندرسون- سلرز،۱۹۵۲).

---

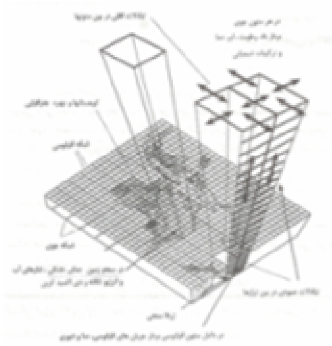
۱. Global Circulation Models

۲. Conservation Energy

۳. Conservation Momentum

۴. Conservation of Mass

۵. The Ideal Gas Low



شکل۱. نمایی از ویژگی‌های اصلی یک الگو گردش عمومی و چگونگی تقسیم جو و اقیانوس به ستون‌های متعدد
منبع:مسعودیان، ۱۳۸۰

همان‌طور که گفته شد در گذشته الگوهای GCM فقط قادر بودند مؤلّفه‌های جوّی سیستم اقلیمی را شبیه‌سازی نمایند. امّا نسل جدید این الگوها به‌صورت الگوهای زوجی اقیانوس-اتمسفر ارایه شده‌اند که این توانایی را دارند تا سیستم اقلیمی را بسیار دقیق‌تر و کامل‌تر شبیه‌سازی نمایند. از آن‌جا که معمولاً الگوهای سه بعدی وابسته به زمان هستند، لذا به لحاظ فیزیکی-شیمیایی و تا اندازه‌ای بیولوژیکی از جامعیّت بیشتری برخوردار بوده، بنابراین پیچیده‌تر نیز خواهند بود. مشخصّات و نتایج برخی از نمونه‌های الگوهای GCM، لایه‌ی اختلاط و جو-اقیانوس(جدول۱) که جهت مطالعات ارزیابی اثرات تغییر آب و هوا به‌کار برده می‌شود، در زیر درج شده است.

جدول ۱: نمونه‌هایی از الگوهای جهانی، جوّ-اقیانوس جهت مطالعات ارزیابی اثرات تغییر اقلیم

الگو	جداسازی افقی (تعداد امواج)	تغییر دمای هوای سطحی جهانی(°C)	مراجع
GFDL	۲۵۰۳۸	۴/۰	Manabe&Wetherald، ۱۹۸۸
OSU	۴۰۵	۲/۸	Zhao&Schlesinger، ۱۹۸۹
MRI	۴۰۵	¾	Tokioka&Noda، ۱۹۸۹
NCAR	۴۴۰۷۵	۴/۰	Meehl&Washington، ۱۹۹۰
CSIR۰۴	۳۲۰۵۶	۴/۰	Hunt&Gordon، ۱۹۹۴
CSIR۰۹	۳۲۰۵۶	۴/۸	Whetton، ۱۹۹۳ و Watterson، ۱۹۹۷
GISS	۸۰۱۰	۴/۸	Hansen و همکاران. ۱۹۸۴
UKMO	۲۵۰۳۷۵	۳/۵	Mitchell و همکاران. ۱۹۸۹
CCC	۳۷۵۰۳۷۵	۳/۵	Boer،۱۹۹۲ و Mc Farlane، ۱۹۹۲
MPI	۱۲۵۰۱۲۵	–	Bengtsson و همکاران. ۱۹۹۶

منبع: Watson و همکاران. ۱۹۹۸.

۳. بررسی منطقه‌ی مورد مطالعه

استان خراسان رضوی با مساحتی بالغ بر ۱۴۴٫۸۰۲/۶ کیلومتر مربع دارای اقلیم متغیّر و متنوّع است، که به‌طور کلّی استان خراسان رضوی جزو اقلیم‌های خشک و نیمه خشک محسوب می‌شود. عواملی همچون وجود سلسله جبال مرتفع و مناطق پست کویری و دوری از دریاها و نیز برخورد جبهه های مختلف آب و هوایی که از غرب، شمال، شمال غرب، شمال‌شرق و جنوب وارد منطقه می‌شوند، سبب تنوّع و گوناگونی آب و هوای استان می‌شود. به همین دلیل در بخش کوهستانی شمال استان زمستان‌ها سرد و طولانی است، ولی تابستان‌ها گرم و معتدل می‌باشد و بالعکس در منطقه‌ی جنوبی استان خصوصاً در نزدیکی کویر، آب و هوای خشک حاکم است. بیشترین نزولات جوّی در شمال غرب و شمال استان فرو می‌ریزد. برای مثال در حوضه‌ی آبریز کشف‌رود مقدار بارندگی تا ۸۰۰ میلی‌متر اندازه‌گیری شده است.

٤. داده‌های مورد نیاز

٤-۱. داده‌های دیده‌بانی شده

در این تحقیق از میانگین داده‌های هفده ساله بارندگی ماهانه و سالانه بـرای دوازده ایـستگاه منتخـب اسـتان خراسان رضوی، که در جدول شماره۲ نشان داده شده اسـت، بـه‌عنـوان داده‌هـای واقعـی اسـتفاده شـده اسـت. همان‌گونـه کـه رونـد داده‌هـا نـشان مـی‌دهـد، همـه‌ی ایـستگاه‌هـا دارای یـک دوره‌ی بـارانی و یـک دوره‌ی کم‌بارندگی در طول سال هستند.

جدول۲: متوسط بارش ماهانه و سالانه ایستگاه‌های استان خراسان رضوی (۲۰۰۰-۱۹۸۳میلادی)

ماه / شهرستان	Jan	Feb	Mar	Apr	Mar	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	متوسط بارش	ارتفاع (m)
کاشمر	۲۲/۹	۴۴	۵۵/۴	۲۲/۳	۱۶/۵	۱/۹	۰/۱	۰/۱	۰/۹	۵/۲	۹/۵	۳۱/۵	۲۱۰/۳	۱۰۹۳
تربت حیدریه	۳۴/۶	۵۴/۲	۶۴/۲	۴۰/۶	۲۰/۳	۷/۷	۰/۱	۰/۶	۱	۸/۱	۹/۳	۳۹/۴	۲۸۰/۱	۱۴۵۱
سرخس	۲۴/۶	۳۰/۱	۴۲/۳	۳۲/۲	۱۳/۵	۱/۹	۰/۱	۰/۱	۱/۵	۳/۹	۷/۳	۲۴/۲	۱۸۱/۷	۲۳۵
مشهد	۳۳/۳	۴۰/۸	۵۷/۶	۵۰/۲	۲۸/۸	۶/۵	۰/۱	۱	۳/۵	۶/۴	۱۰/۴	۲۷/۳	۲۶۶/۱	۹۹۰
گناباد	۲۲/۴	۲۵/۹	۳۸/۳	۲۹	۶/۶	۰/۵	۰/۵	۰	۰/۲	۲/۵	۶/۳	۲۰/۹	۱۵۳/۱	۱۰۱۰
گلمکان	۱۸/۸	۲۶/۸	۵۲/۷	۴۴	۲۲/۱	۷/۸	۱/۶	۱/۳	۳/۴	۱۰/۹	۱۲/۵	۲۱/۶	۲۲۳/۵	۱۱۷۶
سبزوار	۲۵/۸	۳۳/۲	۴۶/۸	۲۵/۱	۱۲/۹	۴/۶	۲/۲	۰/۷	۰/۹	۵/۳	۹/۹	۳۰/۶	۱۹۸	۹۴۷
قوچان	۳۴/۲	۳۹/۷	۵۷/۸	۴۸/۸	۲۶/۵	۹/۳	۳/۱	۱/۸	۴/۳	۱۵/۸	۱۸/۲	۳۲	۲۹۱/۵	۱۲۲۵
فردوس	۲۰/۹	۳۵/۱	۴۱	۲۱/۲	۶/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۵	۱/۳	۲/۴	۴/۳	۲۶	۱۵۹/۵	۱۲۹۳
چناران	۳۹	۳۶/۸	۸۷/۸	۴۹/۵	۴۳/۹	۷/۱	۴/۵	۵	۴/۱	۱۸/۵	۲۲/۴	۵۲/۶	۳۷۱/۲	۱۲۶۰
تایباد	۴۰/۵	۰	۱۲۶	۳۵	۲۶	۳	۰	۰	۰	۰	۱۳/۵	۴۹	۲۹۳	۹۳۰
خواف	۳۷/۶	۳۱/۶	۴۲	۳۱/۳	۴/۷	۰/۴	۰	۰	۰/۳	۰/۳	۲/۹	۲۸/۳	۱۷۹/۴	۹۷۰

(مرجع: هواشناسی استان خراسان رضوی)

٤-۲. داده‌های اقلیمی مورد نیاز

مراکز اقلیمی متعدّدی در دنیا وجود دارند که روی الگوهـای اقلیمـی متفـاوتی تحقیـق مـی کننـد (صـمدی، ۱۳۸۵: ۶۷) و سناریوی مختصّی را نیز پیگیری می‌نماید. به‌عنـوان مثـال، سـازمان هواشناسـی انگلـستان(UKMO)،

مؤسسه‌ی مطالعات فضایی گودا[۱]، مرکز ملّی تحقیقات اتمسفری[۲]، آزمایشگاه دینامیک سیّالات ژئوفیزیکی[۳]، دانشگاه ایالتی اورگان[۴]، مرکز تحقیقات تغییر اقلیم استرالیا[۵]، مرکز تحقیقات اقلیمی آلمان[۶]، مرکز تحقیقات اقلیمی انگلستان[۷] و مرکز مطالعات اقلیمی ژاپن[۸] از آن جمله‌اند. آزمایشات آماری نشان داد که در بین این مراکز تنها داده‌های مرکز استرالیا با سناریوی IS۹۲a دارای بهترین هم‌خوانی با داده‌های دیده‌بانی شده منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد. در این مرکز داده های بارش، تابش، باد(پارامتر u و v) و درجه حرارت بیشینه و کمینه قابل دست‌یابی است، که بر اساس این داده‌ها متوسّط ماهانه نیز محاسبه می‌شود (ابراهیمی،۱۳۸۳). در جداول زیر براساس داده‌های این مرکز، تغییرات درجه حرارت برای سنوات آتی در سه دوره و همچنین برای سال‌های ۲۰۲۵ و ۲۰۵۰ برای شهر مشهد به‌عنوان یک نمونه از منطقه‌ی مورد مطالعه محاسبه شده است.

جدول۳: مقایسه میانگین های داده‌های الگوی IS۹۲a وداده‌های واقعی برای دوره های مختلف

دوره	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	Dec	متوسط
داده‌های الگو: ۱: دوره ۱۹۷۵–۱۹۵۱ ۲: دوره ۱۹۷۶–۲۰۰۰ ۳: دوره ۱۹۵۱–۲۰۰۰													
۱	۱,۷۷	۳,۳۷	۸,۱۶	۱۳,۷۷	۱۹,۱۱	۲۳,۷۷	۲۶,۳	۲۴,۵۹	۱۹,۹۴	۱۴,۲۶	۸,۱۹	۳,۲۲	۱۳,۸
۲	۱,۶۷	۳,۶۴	۸,۲۵	۱۵,۱۶	۱۹,۹	۲۴,۶۷	۲۶,۹۶	۲۵,۰۵	۲۰,۳۶	۱۴,۴۷	۹,۳۰	۴,۳	۱۴,۵
۳	۱,۷	۳,۵	۸,۲۱	۱۴,۴۶	۱۹,۵۱	۲۴,۲۲	۲۶,۶۳	۲۴,۸۲	۲۰,۱۵	۱۴,۳۶	۸,۷۵	۳,۷۶	۱۷,۱
داده‌های واقعی													
۱	۱,	۳,۲۲	۸,۰۲	۱۳,۶	۱۹,۰	۲۳,۴	۲۵,۷	۲۳,۹	۱۹,۴	۱۳,۵	۷,۷۵	۳,۸۸	۱۳,۵
۲	۱,	۳,۴۰	۸,۰	۱۵,۱	۱۹,۴	۲۴,۶	۲۶,۸	۲۴,۹	۲۰,۵	۱۴,۳	۹,۰۶	۴,۶۳	۱۴,۴
۳	۱,	۳,۳۱	۸,۰۱	۱۴,۴	۱۹,۲	۲۴,۰	۲۶,۳	۲۴,۴	۱۹,۹	۱۳,۹	۸,۴۱	۳,۸۵	۱۳,۹

۱. GISS
۲. NCAR
۳. GFDL
٤. OSI
٥. CSIRO
٦. DKRZ
٧. Hadly
٨. CCSR

جدول۴: میانگین‌های داده‌های درجه حرارت ماهانه الگوی IS۹۲a برای دوره‌های مختلف

دوره	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	Dec	متوسط
۲۰۲۵	۳٫۵	۶٫۹	۷٫۰	۱۷٫۱	۲۰٫۶	۲۶٫۸	۲۸٫۰	۲۶٫۶	۲۳٫۱	۱۴٫۵	۱۲٫۳	۵٫۵	۱۶٫۰
۲۰۵۰	۵٫۲	۲٫۵	۶٫۷	۱۸٫۴	۲۱٫۵	۲۷٫۶	۲۹٫۳	۲۶٫۴	۲۳٫۸	۱۶٫۱	۱۵٫۶	۷٫۵	۱۶٫۷
۱-M	۲٫۵	۴٫۲	۸٫۶	۱۶٫۲	۱۹٫۹	۲۵٫۹	۲۷٫۵	۲۵٫۸	۲۱٫۲	۱۵٫۳	۱۲٫۸	۶٫۲	۱۵٫۵
۲-M	۲٫۸	۳٫۹	۹٫۴	۱۷٫۸	۲۱٫۴	۲۶٫۸	۲۸٫۰	۲۷٫۰	۲۲٫۴	۱۷٫۶	۱۵٫۱	۷٫۱	۱۶٫۶
۳-M	۲٫۶	۴٫۱	۹٫۰	۱۷٫۰	۲۰٫۶	۲۶٫۳	۲۷٫۸	۲۶٫۴	۲۱٫۸	۱۶٫۴	۱۳٫۹	۶٫۶	۱۶٫۱

جدول۵: میانگین داده‌های حداقل درجه حرارت ماهانه الگو IS۹۲a برای دوره‌های مختلف

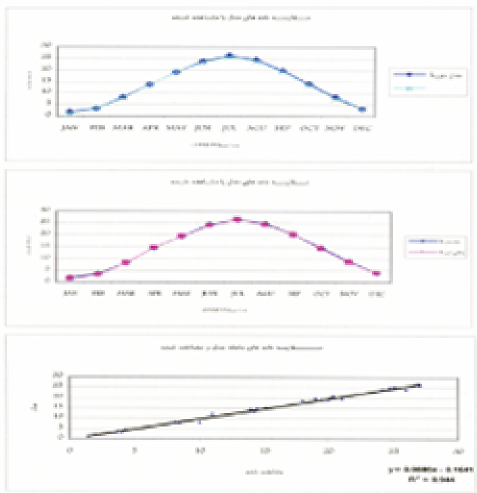
دوره	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	Dec	متوسط
۲۰۲۵	–۰٫۹	۱٫۲	۰٫۷۹	۱۰٫۵	۱۳٫۸	۱۹٫۶	۲۱٫۵	۱۹٫۵	۱۵٫	۷٫۲	۸٫۵	۱٫۲	۹٫۸۷
۲۰۵۰	۰٫۴۹	–۳٫۷	۰٫۶۳	۱۱٫۹	۱۵٫۲	۲۰٫۹	۲۳٫۳	۱۹٫۴	۱۶٫	۹٫۰	۱۲٫	۳٫۸	۱۰٫۸
۱-M	–۲٫۳	–۱٫۱	۲٫۷۶	۹٫۵۹	۱۲٫۹	۱۸٫۴	۲۰٫۵	۱۸٫۲	۱۳٫	۷٫۶	۸٫۶	۱٫۳	۹٫۱۵
۲-M	–۱٫۶	–۱٫۳	۳٫۳۸	۱۰٫۸	۱۴٫۷	۱۹٫۹	۲۱٫۳	۱۹٫۸	۱۴٫	۱۰٫	۱۲٫	۳٫۰	۱۰٫۶
۳-M	–۲	–۱٫۲	۳٫۰۹	۱۰٫۲	۱۳٫۸	۱۹٫۱	۲۰٫۹	۱۹	۱۳٫	۸٫۸	۱۰٫	۲٫۲	۹٫۸۷

جدول۶: میانگین داده‌های حداکثر درجه حرارت ماهانه الگویIS۹۲a برای دوره‌های مختلف

دوره	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	Dec	متوسط
۲۰۲	۸٫۰	۱۲٫	۱۳٫	۲۳٫	۲۷٫	۳۴٫	۳۴٫	۳۳٫	۲۰٫	۲۱٫	۱۶٫	۹٫۹	۲۲٫۲
۲۰۵	۱۰	۵٫۲	۱۲٫	۲۵	۲۷٫	۳۴٫	۳۵٫	۳۳٫	۳۱٫	۲۳٫	۱۸٫	۱۱٫	۲۲٫۴
۱-M	۷٫۴	۹٫۷	۱۴٫	۲۳	۲۷	۳۳٫	۳۴٫	۳۳٫	۲۹٫	۲۲٫	۱۷	۱۱	۲۱٫۹
۲-M	۷٫۴	۹٫۲	۱۵٫	۲۴٫	۲۸٫	۳۳٫	۳۴٫	۳۴٫	۳۰٫	۲۵٫	۱۸٫	۱۱٫	۲۲٫۷
۳-M	۷٫۳	۹٫۴	۱۵٫	۲۴	۲۷٫	۳۳٫	۳۴٫	۳۴	۲۹٫	۲۴	۱۷٫	۱۱٫	۲۲٫۳

در این جدول M– ۱: دوره ۲۰۰۰–۲۰۲۵ میلادی ، M-۲:دوره ۲۰۲۵–۲۰۵۰ میلادی، M-۳: دوره ۲۰۰۰–۲۰۵۰ میلادی، می‌باشد.

نمودار داده‌های درجه حرارت متوسط ماهانه مشاهده شده و داده‌های الگوی اخیر برای دوره های مختلف آماری در شکل۳ نشان داده شده است. همچنین هم‌بستگی بین الگوی مشاهده شده در این شکل نشان می‌دهد که این الگو برای شرایط محدوده‌ی مطالعاتی نتایج مناسبی ارائه می‌دهد. لذا جهت مطالعات اقلیمی، استفاده از داده‌های این مرکز برای منطقه‌ی مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود.



شکل۲: مقایسه تغییرات درجه حرارت در دوره‌های مختلف شهر مشهد

(برای داده‌های مشاهده شده و داده‌های الگویIS۹۲a)

۵. ریزگردانی [۱]

برای استفاده از داده‌های این الگوها باید ریزگردانی زمانی و مکانی صورت گیرد تا داده‌ها از مقیاس تمام‌کره‌ای به مقیاس محل مورد مطالعه و در مقیاس زمانی ماهانه، روزانه و در مواردی کمتر از روز تبدیل شود. تبدیل داده‌های الگو به داده‌های مورد استفاده در مطالعات محلی را ریزگردانی، تبدیل مقیاس یا واسنجی محلی [۲] می گوییم. ریزگردانی برای پارامترهای اقلیمی نیاز به شناخت کامل الگو داشته و بعضاً مشکل و همراه

۱. Down Scaling
۲. Downscaling

باخطا خواهد بود. اساساً دو نوع ریزگردانی وجوددارد(ابراهیمی،۱۳۸۳: ۹۱). درنوع اوّل خود الگو ریزگردانی را انجام داده و خروجی‌ها برای یک سطح کوچکی، که خطای کمی دارند، ارائه می‌شود. این الگوها دارای قدرت تفکیک مکانی درحدود پنجاه کیلومتر هستند. درنوع دوم ریزگردانی از روش‌های آماری و داده‌های تاریخی استفاده می‌شود. در این روش ابتدا روابط بین داده‌های مشاهده شده تاریخی و داده‌های الگو بررسی و تعیین می‌شوند و این معادلات پایه‌ی تبدیل داده‌های الگو برای سال‌های آینده خواهند بود. روش‌های رگرسیون چند متغیّره، شبکه‌های عصبی، پارامترهای آماری بدون بعد و هم‌بستگی‌های منطقی، نمونه‌ای از روش‌های آماری در زمینه‌ی ریزگردانی هستند. در این تحقیق از روش رگرسیون یک متغیّره وپارامترهای بدون بعد استفاده شده است. برای داده‌های اخذ شده ازمرکز تغییراقلیم استرالیا، به دوروش آماری ریزگردانی صورت گرفته است. رگرسیون ومعادله بین داده‌های مشاهده شده از سال ۱۹۵۱ تا ۲۰۰۰ و داده‌های ارائه شده درهمین دوره محاسبه شد و براساس این معادله سال‌های بعد از ۲۰۰۰ تبدیل شده است. برای داده‌های مشاهده شده(X_o) و دادهای الگوی(X_m)ضریب رگرسیون خطی به شکل زیر محاسبه گردید:

$$r = \frac{n\sum X_0 X_m - (\sum X_0)(\sum X_m)}{\sqrt{\left[n(\sum X_0^2) - (\sum X_0)^2\right]\left[n(\sum X_m{}^2) - (\sum X_m)^2\right]}} \quad (۱)$$

چنانچه مقادیر r محاسبه شده در سطح اطمینان مورد نظر معنی‌دار باشد، می‌توان معادله‌ی بین دونوع داده‌ها را به شکل زیرنوشت:

$$X_{0m} = a + mX_m \quad (۲)$$

(X_{om}) مقادیر ریزگردانی شده و(X_m) مقادیرمحاسبه شده از الگو و a وm ضرایب ثابت بوده واز روابط زیر به‌دست می‌آیند. دراین معادله باداشتن داده‌های الگو می‌توانیم برای سال‌های بعدی پیش‌بینی از شرایط واقعی داشته باشیم.

$$m = \frac{n(\sum X_0 X_m) - (\sum X_0)(\sum X_m)}{n(\sum X_m^2) - (\sum X_0^2)} \quad (۳)$$

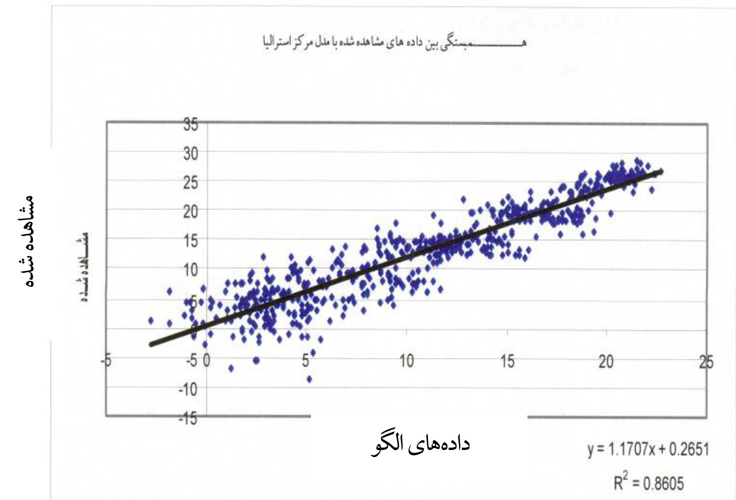
$$a = \overline{X_0} - m\overline{X_m} \quad (۴)$$

شرط پذیرش همبستگی بین داده‌های الگو با داده‌های مشاهده شده این است که مقدار آمارt محاسبه شده ازفرمول زیر از مقدار بحرانی آن بیشتر باشد.

$$H_0 : \rho = 0 \qquad\qquad t = \frac{r}{\sqrt{\frac{1-r^2}{n-2}}} \qquad (۵)$$

نمونه‌ای از تبدیل مقیاس خطی در شکل(۴) نشان داده شده است. این روش زمانی مناسب است که ضریب r باتوجه به فرمول (۱) قابل پذیرش باشد. این روش برای تمامی شهرهای منطقه‌ی مورد مطالعه استفاده گردید.

همبستگی بین داده‌های مشاهده شده با الگوی مرکز استرالیا



شکل۳: نحوه‌ی تبدیل مقیاس داده‌های الگو برای شرایط منطقه به روش رگرسیون

روش دیگر ریزگردانی به این صورت انجام می‌گیرد که روند خطی داده‌های الگو و داده‌های مشاهده شده تعیین و روند داده‌های آینده ارائه شده توسط الگو به انتهای داده‌های دیده‌بانی شده منتقل شود. ریزگردانی با معادله‌ی زیر انجام شده است:

$$X_{0M} = X_M + (X_{T0} - X_{TM}) \qquad (۶)$$

X_{OM}= داده های ریزگردانی شده الگو

X_M = داده های خام الگو

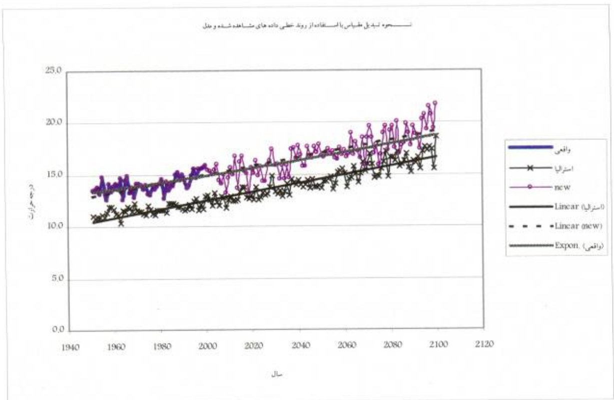
X_{TO}=مقدار پارامتردرسال مورد نظر که از تابع خطی روند دادهای تاریخی به‌دست می‌آید.

X_{TM}=مقدار پرامتر درسال مورد نظر که از تابع خطی روند داده‌های الگو به‌دست می‌آید.

$$X_{TO} = a + bT$$
$$X_{TM} = a' + b'T \qquad (۷)$$

a'، b' ، a و b ضرایب ثابت معادلات خطّی روند داده‌های الگو و دیده‌بانی شـده نـسبت بـه زمـان (سـال) هستند.

نمونه ای از ریز گردانی به این روش در شکل زیر نشان داده شده است. همان گونه که ملاحظه مـی‌شـود در این روش روند تغییرات داده‌ها باید یکسان باشد.



شکل ۴: نحوه‌ی تبدیل مقیاس داده‌های الگو برای شرایط منطقه

٦. پیش‌بینی براساس روش‌های آماری-دینامیکی:

از طریق روش‌های آماری- دینامیکی متفاوتی می‌توان مقادیر پارامترهـای هواشناسـی را پـیش بینـی نمـود. روش‌ها و فرمول‌های مختلفی بر این اساس ابداع شده است. یکی از الگوهای پـیش‌بینـی آب‌وهـوا کـه توسـط پیکرینگ[۱] در سال ۱۹۸۸ میلادی پیشنهاد گردید، به شرح زیر است: (ابراهیمی،۱۳۸۳: ۶۹).

$$P_k = \mu + R_{1,t}(P_{k-1} - \mu_t) + \sqrt{1 - R_{1,t}^{\ 2}}\,\sigma_T v_k \qquad (۸)$$

---

۱. Pickering

دراین معادله بارش روز kام ازروی متوسط بارش دوره‌ی ماهانهP وضریب خود هم‌بستگی با یک تأخیر R و انحراف استاندارد داده‌ها به‌دست می‌آید. این روش برای زمانی که داده‌های متوسط یک دوره‌ی ماهانه موجود باشد و بخواهیم داده‌های روزانه را با دوره‌های یک روزه به‌دست آوریم، مناسب خواهد بود. روش بالا را می‌توان برای داده‌های طولانی مدّت نیز با تغییراتی به کار برد (Jones. P.D. and M. Hulme, ۱۹۹۶:۳۶۱-۳۷۷). به گونه‌ای که بتوان داده‌های ماهانه را براساس داده‌های موجود در یک دوره‌ی طولانی مدت پیش بینی نمود. در این حالت متوسط بارش ماهانه پیش بینی شده به شکل زیر ارائه می‌شود:

$$P_{T_{i,j}} = S_{T_j} \times (i - y_0) + u'_{T_j} + R_{T_i} . \frac{\sigma'_{T_i}}{\sigma'_{T_{j-1}}} . (P_{i,j-1} - u'_{T_j}) + \sqrt{1 - {R'_{T_J}}^2}\, \sigma'_{T_j} v_{i,j} \quad (۹)$$

P: متوسط بارش پیش بینی شده درماه j درسال i

R: شیب خط رگرسیون بارش وسال در ماه j که براساس داده‌های موجود از روی معادله‌ی رگرسیون قابل محاسبه است.(فقط داده‌های اوّلیّه)

y: شمار سالی که پیش بینی‌ها از آن سال شروع می‌شود

v: متغیّر تصادفی نرمال (میانگین سری اعداد تصادفی ۰ وانحراف معیارآنها ۱ باشد)

همان‌گونه که در الگوی بالا مشاهده شد، بارش ماهانه بر اساس متوسّط دوره‌ی آماری موجود پیش‌بینی می‌شود و استفاده تنها از متوسط داده‌های دوره‌ی اوّلیّه باعث پیدایش خطا می‌شود. این الگو را می‌توان به گونه‌ای تغییر داد تا از نتایج پیش بینی شده در هر سال برای سال بعد نیز استفاده شود. به‌عبارت دیگر برای محاسبه‌ی بارش در ماه J ام و در سال I ام از داده‌های دوره‌ی آماری و سال‌های پیش‌بینی شده تا سال ۱-i استفاده می‌شود. در این تحقیق الگو به سه فرم زیر تغییر و برنامه‌ی رایانه‌ای نوشته و پیش بینی برای هرسه روش انجام گردید.

درحالت درجه دوم معادله به‌صورت زیر تغییر می کند:

$$P_{T_{i,j}} = s'_{T_j} \times (i - y_0) + m_j + R'_{T_i} . \frac{\sigma'_{T_i}}{\sigma'_{T_{j-1}}} . (P_{T_{i-1,j}} - m_j) + \sqrt{1 - {R'_{T_j}}^2}\, \sigma'_{T_j} v_{i,j} \quad (۱۰)$$

S: شیب خط رگرسیون بارش و سال در ماهjاست که بر اساس داده‌های موجود و از روی معادله رگرسیون قابل محاسبه است.

m: متوسط بارش ماهانه ماه j از ابتدای دوره‌ی آماری تاسال i-1

سایر پارامترها درحالت اصلی معادله تعریف شده است. درحالت سوم معادله به‌صورت زیر تغییر می کند:

$$P_{T_{i,j}} = s'_{T_j} \times (i - y_0) + m_j + R1_j.\frac{\sigma'_{T_i}}{\sigma'_{T_{j-1}}}.(u_{T_{i,j-1}} - m_j) + \sqrt{1 - R1_j^{\ 2}}\,\sigma'_{T_j} v_{i,j} \quad (۱۱)$$

P: بارش متوسط پیش بینی شده درماه j درسال i

S: شیب خط رگرسیون بارش وسال درماه J که براساس داده‌های موجود وساخته شده تاسال I-1 قابل محاسبه است.

y: شماره سالی که پیش‌بینی‌ها از آن سال شروع می‌شود.

m: متوسط بارش ماهانه ماه j از ابتدای دوره آماری تا سال i-1

R1: ضریب اتورگرسیون بین بارش ماه j با یک تاخیر (تاسال I-1)

و در حالت چهارم، معادله به صورت زیر است:

$$P_{T_{i,j}} = s'_{T_j} \times (i - y_0) + m_j + R1_j.\frac{\sigma'_{T_i}}{\sigma'_{T_{j-1}}}.(P_{T_{i-1,j}} - m_j) + \sqrt{1 - R1_j^{\ 2}}\,\sigma'_{T_j} v_{i,j} \quad (۱۲)$$

دراین حالت متوسط بارش ماهانه j درسال قبل ملاک محاسبه بارش ماه j درسال i خواهدبود. پارامترها در حالات قبلی تعریف شده‌اند.

۷. شاخص استاندارد شده بارش [۱]

شاخص استاندارد شده بارش، یک ابزار قوی در آنالیز داده‌های بارندگی است. هدف شاخص مزبور اختصاص ارزش عددی به بارندگی است که بتوان نواحی با آب و هوای کاملاً متفاوت را مقایسه کرد. شاخص فوق با مقایسه‌ی کل بارندگی تجمّعی برای ایستگاه یا ناحیه‌ای خاص در یک فاصله‌ی زمانی ویژه (برای مثال ماه گذشته، ۳ ماه گذشته، ۶ ماه گذشته) با میانگین بارندگی برای همان فاصله‌ی زمانی در تمام دوره‌ی آماری به‌دست می‌آید. محاسبه‌ی شاخص برای هر منطقه‌ی معیّن بر پایه‌ی آمار درازمدّت بارندگی (دست‌کم ۳۰ سال) برای یک دوره‌ی دلخواه ۳، ۶ ماهه و... می‌باشد. این آمار دراز مدت به توزیع گاما برازش یافته، تابع حاصل برای پیدا کردن احتمال تجمّعی بارندگی برای یک ایستگاه و برای ماه معیّن و مقیاس زمانی گوناگون می‌تواند استفاده شود. مقادیر مثبت شاخص، نمایانگر بارش بیشتر از مقدار بارش متوسط و مقادیر منفی آن،

۱. SPI

بیانگر بارش کمتر از مقدار متوسط آن می‌باشد. چون شاخص مزبور نرمال است، اقلیم‌های خشک و مرطوب را می‌توان با یک روش نشان داد و دوره‌های مرطوب نیز با استفاده از این شاخص می‌تواند پایش شود(جوانمرد،۱۳۸۱: ۳۴-۳۶).

تابع توزیع احتمال برای داده‌های بلندمدّت با برازش داده‌ها به تابع گاما محاسبه می‌شود. تابع توزیع گاما به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^x \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} \varepsilon^{-x/\beta} \qquad x>0 \qquad (۱۳)$$

در فرمول بالا: $\alpha>0$ پارامتر شکل، $\beta>0$ پارامتر مقیاس، X مقدار بارندگی و $\Gamma(\alpha)$ تابع گاما است.

پارامترهای تابع چگالی احتمال گاما از داده‌های نمونه با روش درست‌نمایی بیشینه برای هر ایستگاه و برای مقیاس زمانی انتخابی و برای هر ماه از سال برآورد می‌شود.

بنابراین:

$$\tilde{\alpha} = \frac{1}{4A}[1+\sqrt{1+\frac{4A}{3}}] \qquad \hat{\beta} = \frac{x}{\tilde{\alpha}} \qquad (۱۴)$$

$$A = In(x) = \frac{\sum In(x)}{n} \qquad (۱۵)$$

که n تعداد مشاهدات بارندگی است. همچنین $\bar{x}$ برای یک ماه مشخّص، میانگین بارندگی تجمّعی برای یک ماه در طول دوره‌ی آماری است. پارامترهای محاسبه شده سپس برای پیدا کردن، احتمال تجمّعی بارندگی برای ماه و مقیاس زمانی مشخص برای ایستگاه مشخص به‌کار برده می‌شود. احتمال تجمّعی، با فرض $t = x/\tilde{\beta}$ تبدیل به تابع گامای ناقص می‌شود.

$$G(x) = \int_0^x g(x)dx = \frac{1}{\Gamma(\tilde{\alpha})}\int_0^x t^{\tilde{\alpha}-1} e^{-t}\, dt \qquad (۱۶)$$

زمانی که تابع گاما برای x=۰ تعریف نشده باشد و توزیع بارندگی دارای صفر باشد، احتمال تجمّعی به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$H(x) = q + (1+q)\,G(x) \qquad (۱۷)$$

در فرمول مزبور (q) احتمال بارندگی صفر می‌باشد. در صورتی که m تعداد صفرها در سری‌های زمانی بارندگی باشد، تام(۱۹۶۶)، q را به صورت m/n برآورد کرد. H(x) سپس به متغیّر نرمال(Z) با تقریب زیر تبدیل می‌شود:

(۱۸)

برای $0 < H(x) \leq 0.5$ $$t = \sqrt{\ln\left[\frac{1}{H(x)^2}\right]}$$

برای $0.5 < H(x) \leq 1.0$ $$t = \sqrt{\ln\left[\frac{1}{(1-H(x)^2}\right]}$$

و C۰، C۱، C۲، d۱، d۲ و d۳ ضرایب ثابت زیر هستند. C۰ = ۲,۵۱۵۵۱۷d۱ = ۱,۴۳۲۷۸۸

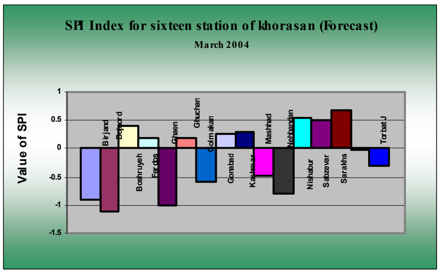
C۱ = ۰,۸۰۲۸۵۳d۲ = ۰,۱۸۹۲۶۹

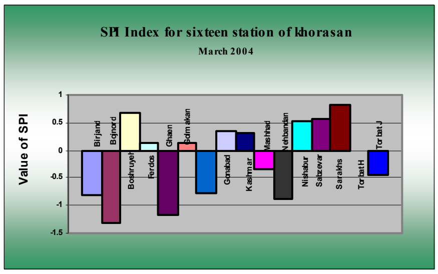
C۲ = ۰,۰۱۰۳۲۸d۳ = ۰,۰۰۱۳۰۸

بنابراین SPI متغیّر Z-score که نرمال شده است را نشان می‌دهد (Guttman Nathaniel B., ۱۹۹۹:۱۰۱).

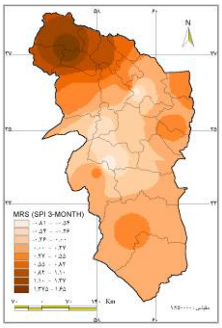
۸ بحث و نتیجه‌گیری:

داده‌های بارش به‌دست آمده از سناریوی IS۹۲a و الگوی GCM مرکز CISRO(IS۹۲a) استرالیا به‌روش ریزگردانی با داده‌های دیده‌بانی شده برای یک دوره‌ی آماری سی ساله، در شاخص استاندارد شده بارش استفاده شده و شاخص ماههای مارس، آوریل، می و ژوئن با هر دو نوع داده محاسبه گردید. درپایان نتایج با یکدیگر مقایسه شد. تحقیقات بیانگر اختلاف بسیار جزئی در شاخص محاسبه شده از هر دو روش می‌باشد. پاره‌ای از این اختلافات می‌تواند ناشی از خطاهای دیده‌بانی و پاره‌ای نیز خطاهای ناشی از شاخص محاسبه شده باشد. به‌عبارت دیگر با استفاده از روش ریزگردانی داده‌های الگوهای اقلیمی و الگوهای گردش عمومی جو، می‌توان از شاخص SPI که تا کنون تنها جهت پایش خشکسالی در گذشته استفاده شده است، به‌عنوان ابزاری در پیش‌بینی‌های خشکسالی استفاده نمود. نمودارهای مقادیر شاخص محاسبه شده از هر دو نوع داده در زیر درج گردیده است. امید است تا با کاربرد این روش که در بسیاری از کشورها به‌عنوان روشی جدید کاربرد گسترده‌ای پیدا نموده است، بتوان خلأهای موجود در پیش‌بینی بلیه‌ی خشکسالی را از بین برده و گام مؤثری در ارایه‌ی مدیریت‌های بهینه در سطح کلان برداشت.



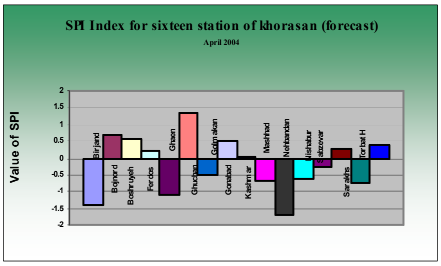


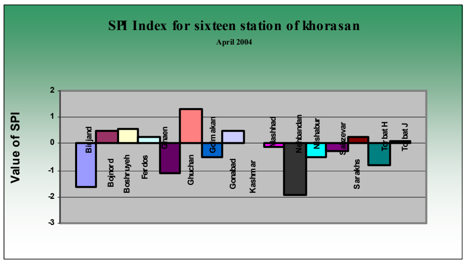
SPI index in March ۲۰۰٤
With forecast data



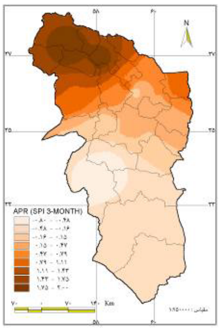
SPI index in March ۲۰۰٤
With Observation data

شکل ۵: مقادیر SPI محاسبه شده با هردو نوع داده دیده‌بانی و GCM برای ماه مارس ۲۰۰۴



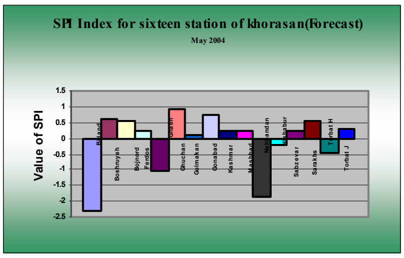


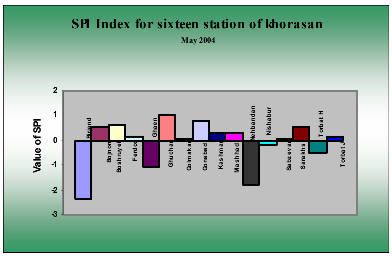
SPI index in April ۲۰۰٤
With forecast data



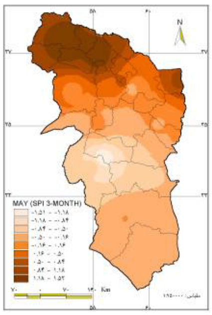
SPI index in April ۲۰۰٤
With Observation data

شکل ۶: مقادیر SPI محاسبه شده با هردو نوع داده دیده‌بانی و GCM برای ماه آوریل ۲۰۰۴



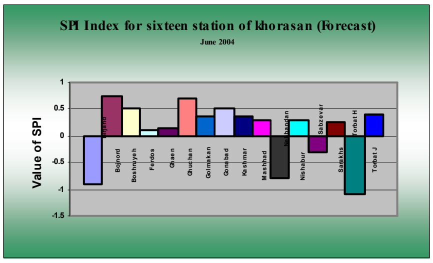


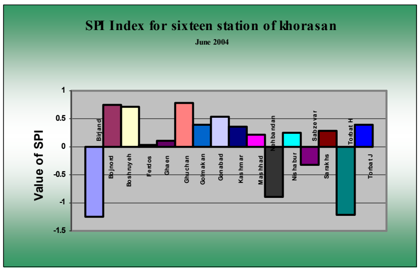
SPI index in May ۲۰۰٤
With forecast data



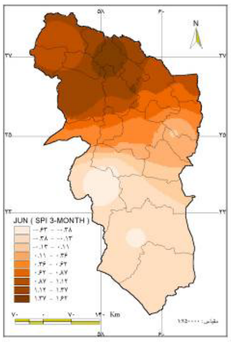
SPI index in May ۲۰۰٤
With Observation data

شکل۷: مقادیر SPI محاسبه شده با هردو نوع داده دیده‌بانی و GCM برای ماه می۲۰۰۴





SPI index in June ۲۰۰٤
With forecast data



SPI index in June ۲۰۰٤
With Observation data

شکل۸: مقادیر SPI محاسبه شده با هردو نوع داده دیده‌بانی و GCM برای ماه ژوئن۲۰۰۴

منابع و مآخذ:

۱. ابراهیمی، ح.، (۱۳۸۳)، بررسی پتانسیل اثر تغییر اقلیم بر مصارف آب کشاورزی دشت مشهد، رساله دوره دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات:۶۹-۹۱-۱۱۳.

۲. اندرسن، الف، ترجمه‌ی بزرگ نیا، الف، (۱۳۶۶)، تجزیه و تحلیل سری های زمانی و پیش بینی، چاپ اوّل، مؤسّسه‌ی چاپ و انتشارات آستان قدس رضوی.

۳. جوانمرد. س، (۱۳۸۱)، *پروژه‌ی بررسی روش های مختلف پیش‌بینی خشکسالی و ارائه‌ی روش‌های مناسب برای اقلیم خراسان*، گزارش پنجم، شاخص‌های ارزیابی شدت خشکسالی.

۴. صمدی، س، (۱۳۸۳)، *الگوهای اقلیمی*، بولتن علمی پژوهشکده‌ی اقلیم‌شناسی، جلد چهارم، شماره سوم.

۵. صمدی، س، (۱۳۸۵)، پروژه ارائه پیش‌بینی‌های فصلی با روش تغییر مقیاس داده‌های GCM، پژوهشکده اقلیم‌شناسی.

۶. عساکره ، ح.، خردمندنیا ،م.، (۱۳۸۱)، الگو سازی *SARIMA* برای متوسّط درجه حرارت ماهانه (مطالعه موردی: الگوسازی متوسط درجه حرارت ماهانه جاسک)، نیوار شماره ۴۶ و۴۷.

۷. مسعودیان، الف. ،غیور، ح.، (۱۳۸۰)، *نخستین گام در الگوسازی اقلیمی*، انتشارات دانشگاه اصفهان.

۸. Jones, P.D. and M. Hulme, ۱۹۹٦, Calculating Regional Climate time series for temperature and precipitation: Methods and illustrations. International, J. Climatol. ١٦:٣٦١-٣٧٧.

۹. Handerson-Sellers, A., A Climate modeling primer, ۱۹۵۲.

۱۰. Hummer, G.L., Nicholson, N. , ۱۹۹٦, managing for Climate Variability: the role of seasonal Climate forecasting in improving agricultural systems. In: Proc. Second Australian Conference on Agricultural Meteorology, Bureau of Meteorology, Commonwealth of Australia, Melborn, Australia: ۱۹-۲۲.

۱۱. IPPC, ۱۹۹٦, Climate change ۱۹۹٥, the science of climate change, Summary for Pllicy-makers, contribution of working group۱ to the second assessment report of the intergovernmental panel on climate change, Cambridge University Press, Cambridge, UK: ۸٦-۹۱

۱۲. Guttman Nathaniel B., ۱۹۹۹. Accepting standardized precipitation index: a calculation algorithm. Vol. ۳۵, No. ۲: ۱۰۱-۱۰۹.

۱۳. Ragab, R., ۲۰۰۰, Climate Change and Water Resources Management in the Arid Region, Institute of Hydrology, NERC, Wallingford, OXON, OX۱۰, ۸BB, UK.

١٤. Watson and etl., ۱۹۹۸, Climate Change Assessment.